

Pétrologie/Petrology

## Génèse des foidites phonolitiques de Tubuai (Archipel des Australes, Océan Pacifique Sud) : Intervention d'un magma d'affinité carbonatitique

Jean-Michel LIOTARD et Hans G. BARSCZUS

**Résumé** — Nous avons effectué de nouvelles investigations pétrographiques sur les foidites phonolitiques de l'île de Tubuai (Iles Australes). L'étude des zonations complexes des phénocristaux de salites ferrisodiques présents dans ces laves ainsi que celle des pyroxènes de microenclaves de pyroxénites à néphéline, révèlent des phénomènes de mélanges magmatiques entre un magma « basaltique » (néphélinitique) et un magma de type melteigitique ou ijolitic. La présence d'un tel magma classiquement associé aux complexes carbonatitiques suggère l'existence possible de carbonatite à Tubuai.

### Origin of phonolitic foidites from Tubuai (Austral Islands. South Pacific Ocean): Interaction of a carbonatite-related magma

**Abstract** — As part of our studies of the geochemistry and petrology of Polynesian lavas, we have proceeded to new investigations in the petrology of phonolitic foidites from the island of Tubuai (Austral Islands). The study of complex zoning observed in phenocrysts of ferrisodic salite as well as in nepheline pyroxenite micro inclusions present in these rocks reveals the occurrence of mixing phenomena between "basaltic" (nephelinitic) and melteigitic or ijolitic magmas. The occurrence of such magma which are usually associated with carbonatites suggests the possibility of carbonatite to exist at Tubuai.

**Abridged English Version** — The island of Tubuai which is located in the central part (Fig. 1) of the Austral-Cook Archipelago (South Central Pacific Ocean) shows two distinct volcanic structures ([1]-[3]) 12 to 8 M.a. old ([3]-[6]). The lavas composing this island exhibit numerous petrographical and geochemical particularities.

Petrographically, besides the ubiquitous, more or less undersaturated lava types usually encountered in ocean islands, strongly silica-undersaturated rocks with a rather uncommon mineralogy have been reported to occur on this island [7]. Examples are alkali feldspar-bearing phonolitic foidites which are similar to rocks described from Rarotonga as "murites" [9]. Geochemically, in a Sr-Nd isotope diagram, data for Tubuai plot into the HIMU-field and Pb isotope ratios are among the highest so far reported for ocean island basalts ([12]-[14]).

Within the framework of our systematic geochemical study of French Polynesian basalts [15] we have conducted new petrographic investigations of the Tubuai lavas, in particular of very undersaturated ones (phonolitic foidites [16]). These lavas contain numerous xenoliths or microxenoliths which can be separated in two groups: olivine-bearing clinopyroxenites showing significant orthopyroxene destabilization phenomena ([10], [18]), and nepheline-bearing apatite-rich clinopyroxenites (*i. e.* melteigitite).

The mineral assemblage of these lavas is composed of olivine, salitic pyroxene and apatite phenocrysts in a groundmass of olivine and salite associated with ferro-titanian oxydes, phlogopite and nepheline microcrysts [7]. The olivine phenocrysts show marked zoning from core (Fo86) to rim (Fo66), uncommon in basaltic lavas. The core compositions are not in equilibrium with the host lavas and can be considered as xenocrysts probably issued from ultrabasic or more primitive basaltic material. Orthopyroxene xenocrysts with reactional destabilization rims are also observed.

Note présentée par Jean WYART.

Salitic clinopyroxene microphenocryst compositions reveal complex zoning [17]. Some of them contain a green-colored region, intermediate between crystal core and rim which are both of salitic composition ( $\text{Na}_2\text{O}$  from about 0.48 to 0.76,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  from about 2.9 to 5.3) (Table and Fig. 2). This green region is enriched in  $\text{Na}_2\text{O}$  (about 2.65) and depleted in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (about 0.39) (Table).

Such results can be explained best by mixing phenomena. Compositions obtained for the greenish, sodium-enriched intermediate zones are not related to those of acmitic pyroxenes of more differentiated lavas [7]. A simple mixing between nephelinitic and phonolitic magmas however appears unsatisfactory when the very large discrepancies of the viscosities for both magmas are considered ( $6 \times 10^{11}$  Pa.s for phonolites if considered as dry rhyolite magmas,  $\sim 0.3$  Pa.s for nephelinites [21]). They are however similar to those obtained for the clinopyroxenite micro-enclaves (Table) and plot also along the melteigite-ijolite-silico-carbonatite trend ([19]-[20]). This leads to postulate mixing of nephelinitic and melteigetic magmas. Close relationships between such rocks and carbonatite complexes are known to exist ([22]-[25]). This indicates that such a carbonatite magma might exist at Tubuai. Some of the particular isotopic characteristics representing HIMU could be explained this way because it is well known that some carbonatites exhibit extreme values for lead isotope ratios ([26], [28]). A very small contamination by such carbonatitic melts of the basaltic silicate liquids or of their source would be sufficient to explain the observed enrichment of radiogenic lead in "HIMU"-type basalts.

I. INTRODUCTION. — L'île de Tubuai est située dans la partie centrale de l'Archipel des Australes (Océan Pacifique-Centre Sud), à proximité d'une zone de fracture majeure (Zone de Fracture des Australes) de la croûte océanique (fig. 1). D'origine volcanique, ses roches composent deux massifs bien distincts ([1]-[3]) mais approximativement contemporains. Elles ont été datées de 12 à 8 M.a. environ ([3]-[6]). Ces roches présentent de nombreuses particularités pétrographiques et géochimiques ([3], [7]) qui avaient échappé aux premiers investigateurs ([1]-[2], [8]). Ainsi ont été signalées des roches comparables aux murites [9] de Rarotonga (situé à l'Ouest de l'Archipel des Australes-Cook) et des analcimites qui se distinguent par leur très fort déficit en silice et par leur paragenèse minérale peu commune. L'étude détaillée de quelques enclaves ultrabasiques provenant de Tubuai [10] conduit à postuler l'existence d'hétérogénéités pétrographiques du manteau sous Tubuai [11].

Les données isotopiques obtenues sur Tubuai [12] révèlent des valeurs de rapports isotopiques du plomb particulièrement élevées qui font ranger dès lors l'île de Tubuai parmi les représentants de ce qui est appelé maintenant le « pôle HIMU » [13] pour lesquels les auteurs invoquent entre autres hypothèses un composant de type croûte océanique recyclée [14].

Dans le cadre de notre étude systématique de la géochimie des laves de la Polynésie française [15], nous nous sommes à nouveau intéressés à la pétrographie des laves de Tubuai et en particulier des « murites basiques ».

Ces laves que l'on pourrait aussi nommer selon la classification internationale de Streckeisen [16] foïdites phonolitiques, présentent des caractères pétrographiques très particuliers évoquant une pétrogenèse complexe, d'autant plus qu'elles renferment des enclaves variées (clinopyroxénites à olivine et à néphéline).

III. PARAGENÈSE MINÉRALE. — Les phénocristaux sont représentés par l'olivine, le clinopyroxène salitique et l'apatite. Dans la mésostase, on retrouve des microcristaux d'olivine et de salite, associés à des oxydes ferrotitanés, des microcristaux de phlogopite et de néphéline. Le feldspath alcalin constitue la phase interstitielle. Les phénocristaux d'olivine présentent une forte zonation entre le cœur (Fo86) et la périphérie (Fo66), peu commune dans les laves basaltiques. Les cœurs de ces olivines ne sont pas à l'équilibre avec le liquide hôte et ont valeur de « xénocristal » provenant vraisemblablement d'un matériel basaltique s. s. ou ultrabasique. L'intervention de ce matériel paraît confirmée par la présence de déformations affectant certains phénocristaux (extinction ondulante, macles mécaniques) et surtout par des orthopyroxènes réactionnels.

Les clinopyroxènes présentent quant à eux des zonations complexes parfois spectaculaires et des phénomènes importants de destabilisation. Les phénocristaux de salite se présentent sous deux aspects : soit de grande taille avec un cœur entièrement destabilisé et apparition de nombreux oxydes, d'augite aegyrinique et de néphéline, soit de taille moyenne (jusqu'à des microphénocristaux) montrant une zone verte bien marquée en position centrale mais aussi intermédiaire entre cœur et périphérie.

La présence de pyroxènes « verts », riches en acmite (augite ferri-sodique), n'a, en elle-même, rien d'exceptionnel dans ce type de laves d'affinité néphélinitique [17], mais le deuxième type de zonation est en revanche peu banal. Les compositions évoluent depuis un cœur salitique, riche en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  à une zone intermédiaire aegyrinique ( $Na_2O$  jusqu'à 2,60) pour revenir à la périphérie à une composition salitique, titanée (tableau). De telles évolutions impliquent un processus de mélange magmatique.

III. NATURE DES ENCLAVES. — Ces foidites phonolitiques renferment en assez grand nombre des enclaves de tailles variées (pluricentimétriques à plurimillimétriques) ; deux types principaux peuvent être reconnus :

- des clinopyroxénites à olivine ;
- des clinopyroxénites à néphéline.

Les enclaves du premier type montrent d'importantes figures de destabilisation de minéraux qui peuvent être des orthopyroxènes, selon un processus bien décrit ([10], [18]). L'enclave est auréolée par une mince zone plagioclasique.

Une enclave du deuxième type a fait l'objet d'analyses à la microsonde. Elle est composée de pyroxènes salitiques, d'apatite et d'oxyde ferrotitanés. La phase interstitielle est représentée par de la néphéline (Ne75 Ks14 Qz10) et de la phlogopite ( $Mg/Fe = 3,45$ ). Les clinopyroxènes verts sont particulièrement riches en sodium (jusqu'à 2,5% de  $Na_2O$ ) et pauvres en aluminium ( $Al_2O_3 = 0,7\%$ ). Placés dans un diagramme Di-Ac-Hd [19] (fig. 2), ces pyroxènes se placent dans la lignée melteigites-ijolites-silicocarbonatites [20] qui se prolonge vers le pôle acmitique par les phonolites.

Une conclusion logique est alors de considérer que nous sommes en présence d'un mélange magmatique entre un liquide néphélinitique et un liquide phonolitique ou bien melteigitique.

Les compositions des zones intermédiaires des microphénocristaux de pyroxènes, en particulier les teneurs en  $Na_2O$  et  $Al_2O_3$  (tableau) ne sont comparables ni à celles des pyroxènes des phonolites ni à celles des laves intermédiaires [7]. Ces observations vont donc à l'encontre de l'hypothèse de mélange magmatique avec des liquides plus différenciés. En outre, les viscosités considérables des magmas phonolitiques de l'ordre de  $6 \cdot 10^{11}$  Pa.s (si l'on les assimile à des magmas rhyolitiques secs [21]), comparées à celles des magmas néphélinitiques ( $\sim 0,3$  Pa.s [21]) rendent difficilement concevables de tels

TABLEAU

Résultats des analyses des pyroxènes de l'échantillon TBA-107 (foïdite phonolitique) obtenus à la microsonde électronique Camebax du *Service Commun, U.S.T.L.*, conditions d'utilisation : 15 kV, 10 nA. e=enclave, p=phénocrystal, c=cœur, p=périphérie, i=intermédiaire, m=microcristal. L'analyse chimique complète est donnée dans [14].

*Results obtained on pyroxenes from sample TBA-107 (phonolitic foidite) with Camebax microprobe (Service Commun, U.S.T.L.), operating conditions 15 kV, 10 nA, e=xenolite, p=phenocryst, c=core, p=peripheral, i=intermediate, m=microcryst. Full chemical data for TBA-107 in [14].*

Ref.	107/20 e	107/28 e	107/36 pc	107/37 pi	107/38 pc	107/42 pc	107/43 pp	107/44 m	107A/3 pc
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,42	51,30	48,08	51,85	50,16	51,65	52,22	50,61	52,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,74	1,49	5,83	0,39	2,90	1,60	1,43	3,01	1,50
FeO <sub>T</sub> . . . . .	15,08	14,96	6,57	15,47	7,22	10,68	7,52	7,36	8,35
MnO . . . . .	0,33	0,45	0,11	0,60	0,15	0,25	0,21	0,20	0,20
MgO . . . . .	10,27	8,88	13,91	9,21	14,03	12,31	14,43	13,80	13,84
CaO . . . . .	19,28	19,91	23,16	19,37	23,53	22,07	23,00	23,09	21,38
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,24	2,29	0,48	2,65	0,76	1,31	0,73	0,78	1,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,25	0,62	1,95	0,20	1,45	0,75	0,95	1,30	1,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0,29	—	—	0,02	—	—	—
TOTAL . . . . .	100,71	99,90	100,38	99,74	100,20	100,64	100,49	100,15	100,16
Si . . . . .	1,9638	1,9463	1,7689	1,8502	1,8502	1,9164	1,9223	1,8694	1,9265
Al IV . . . . .	0,0326	0,0536	0,2310	0,0174	0,1261	0,0700	0,0620	0,1305	0,0651
Z . . . . .	1,9965	2,0000	2,0000	1,9827	1,9764	1,9864	1,9843	2,0000	1,9917
Al VI . . . . .	—	0,0129	0,0218	—	—	—	—	0,4790	—
Fe <sup>3+</sup> . . . . .	0,1882	0,1737	0,1271	0,2553	0,1472	0,1488	0,0927	0,1136	0,1385
Cr . . . . .	—	—	0,0084	—	—	0,8570	—	—	—
Ti . . . . .	0,0070	0,0176	0,0539	0,0057	0,0402	0,0209	0,0263	0,0361	0,0279
Mn . . . . .	0,0104	0,0144	0,0034	0,0192	0,0046	0,0078	0,0065	0,0062	0,0062
Fe <sup>2+</sup> . . . . .	0,2874	0,3009	0,0750	0,2551	0,0755	0,1826	0,1387	0,1137	0,1187
Mg . . . . .	0,5734	0,5021	0,7628	0,5203	0,7713	0,6808	0,7917	0,7597	0,7599
Ca . . . . .	0,7740	0,8095	0,9131	0,7867	0,9301	0,8775	0,9073	0,9140	0,8440
Na . . . . .	0,1627	0,1684	0,0342	0,1947	0,0543	0,0942	0,0521	0,0558	0,1128
X . . . . .	2,0034	2,0000	2,0000	2,0172	2,0235	2,0135	2,0156	2,0000	2,0082
Mg/Mg+Fe . . . . .	0,6660	0,6252	0,9104	0,6710	0,9107	0,7884	0,8508	0,8697	0,8648
Ca . . . . .	0,4221	0,4495	0,4853	0,4330	0,4821	0,4624	0,4683	0,4791	0,4519
Mg . . . . .	0,3127	0,2788	0,4054	0,2863	0,3998	0,3587	0,4087	0,3983	0,4069
Fe . . . . .	0,2651	0,2716	0,1092	0,2805	0,1179	0,1229	0,1229	0,1224	0,1411

processus de mélange. En revanche, les compositions des zones intermédiaires des microphénocristaux de pyroxène sont très voisines de celles des pyroxènes de l'enclave (tableau).

Il paraît donc raisonnable de retenir la seconde hypothèse de mélange entre magmas néphélinitique et melteigite. Cette conclusion est corroborée par l'abondance des phénocristaux d'apatite probablement issus du magma pyroxénique ou de la désagrégation des enclaves.

IV. CONCLUSION. — En définitive ces foïdites phonolitiques résultent de processus complexes d'assimilation de matériel ultrabasique d'une part (xénocristaux d'olivine et d'orthopyroxène, enclave ultrabasique réactionnelle), et de mélange magmatique avec un liquide de composition de pyroxénite alcaline (melteigite) d'autre part.

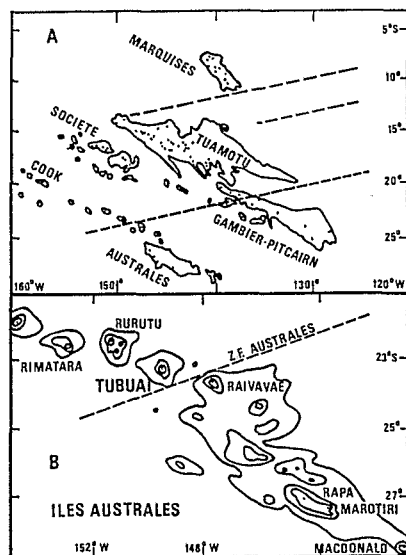


Fig. 1

Fig. 1. — Carte schématique de la Polynésie Australe (A) et des Iles Australes (B), indiquant la situation de Tubuai.

Fig. 1. — Sketch map of Southern Polynesia (A) and Austral Islands (B) showing location of the island of Tubuai.

Fig. 2. — Diagramme Di-Hd-Ac avec des champs indiquant les turjaites, melteigites, ijolites [19] et silicocarbonatites [20]. Les nombres correspondent aux analyses des pyroxènes de l'échantillon TBA-107 (foïdite phonolitique) contenues dans le tableau.

Fig. 2. — Diagram Di-Hd-Ac with fields for turjaite, melteigite, ijolite [19] and silicocarbonatite [20]. Numbers correspond to results listed in Table and obtained on pyroxenes from sample TBA-107 (phonolitic foidite).

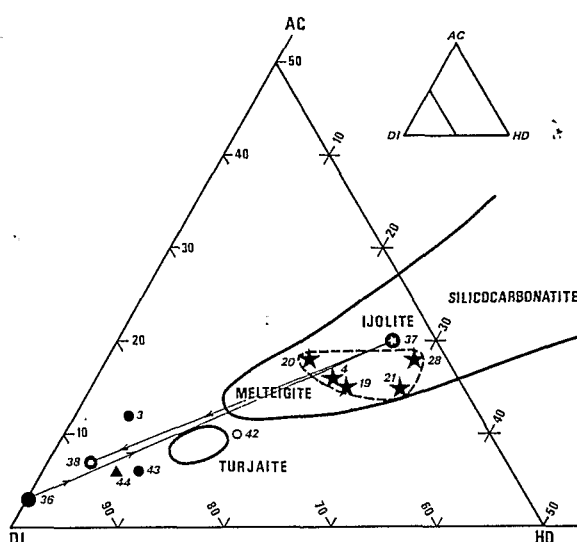


Fig. 2

La présence d'un tel magma suggère l'existence possible de magma carbonatitique à Tubuai. On sait en effet le lien pétrogénétique étroit qui unit les laves alcalines très déficitaires en silice (type néphélinites voire phonolites, présentes à Tubuai) avec les carbonatites par l'intermédiaire possible de pyroxénites alcalines à feldspathoïde ([22]-[25]).

Bien que peu abondantes, les carbonatites existent en domaine océanique et ont été signalées par ex. aux îles Canaries et aux îles du Cap Vert [19]. En outre, de tels magmas seraient susceptibles d'expliquer certaines particularités isotopiques des laves de Tubuai [12]. En effet, les compositions isotopiques de certaines carbonatites révèlent les mêmes composantes HIMU que les laves alcalines océaniques [26]. Les valeurs isotopiques du plomb prennent, dans certains cas, des valeurs extrêmes ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) jusqu'à 200 comme au Mt Welden, Australie [26], à Fen, Scandinavie [27] ou dans l'Est Africain [28]. Une très légère contamination des magmas silicatés basaltiques ou de la source de ces magmas, par de tels liquides carbonatitiques, pourrait alors expliquer l'enrichissement en plomb radiogénique des basaltes alcalins océaniques de type HIMU.

Note remise le 14 novembre 1988, acceptée après révision le 3 mars 1989.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. M. OBELLIANE, *Sci. de la Terre*, 3, 1955, p. 1-146.
- [2] E. AUBERT DE LA RÛE, *Recherches Géologiques et Minières en Polynésie française*, Insp. Gén. Min. Géol., Paris, 1959, p. 7-43.

- [3] G. MOTTAY, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Université Paris-Orsay, 1976, 217 p.
- [4] D. KRUMMENACHER et J. NOETZLIN, *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, n° 8, 1966, p. 173-175.
- [5] R. A. DUNCAN et I. MCDUGALL, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 1, 1976, p. 197-227.
- [6] H. BELLON, R. BROUSSE et A. PANTALONI, *Cah. Indo-Pacif.*, 2, 1980, p. 219-240.
- [7] R. BROUSSE et R. MAURY, *Cah. Indo-Pacif.*, 2, 1980, p. 131-193.
- [8] R. A. DUNCAN, *Ph. D. Thesis*, Australian National University, Canberra, 1975.
- [9] A. LACROIX, *Mém. Acad. Sci. France*, 54, 1927, p. 32-33.
- [10] E. BERGER, *Thèse d'État*, Université Paris-Orsay, 1981.
- [11] E. BERGER, *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 8, n° 1, 1985, p. 217-216.
- [12] P. VIDAL, C. CHAUVEL et R. BROUSSE, *Nature*, 307, 1984, p. 536-538.
- [13] A. ZINDLER et S. HART, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 1986, p. 493-571.
- [14] C. DUPUY, H. G. BARSCZUS, J.-M. LIOTARD et J. DOSTAL, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 1988, p. 293-302.
- [15] J.-M. LIOTARD, *Thèse d'État*, U.S.T.L. Montpellier, 1988, 273 p.
- [16] A. STRECKEISEN, *N. Jahrb. Miner. Abhdlg.*, 1967, 107, p. 144-214.
- [17] A. DUDA et H.-U. SCHMINCKE, *Contrib. Miner. Petrol.*, 1985, 91, p. 340-353.
- [18] E. BERGER et M. VANNIER, *Bull. Minéral.*, 1984, 107, p. 649-663.
- [19] M. J. LEBAS, *Carbonatite-Nephelinite Volcanism*, J. Wiley and Sons, London, 1977, 347 p.
- [20] R. H. MITCHELL, *Amer. Mineralogist*, 65, 1980, p. 45-54.
- [21] D. MCKENZIE, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, p. 81-91.
- [22] R. L. CULLERS et J. L. GRAF, *R.E.E. Geochemistry*, P. HENDERSON éd., Elsevier Publ., Amsterdam, 1984, p. 243-249.
- [23] M. J. LEBAS, *Kimberlites I*, Kornprobst, Elsevier Publ., Amsterdam, 1984, p. 169-178.
- [24] M. J. LEBAS, *Alkaline Igneous Rocks*, J. G. FITTON et B. G. UPTON éd., Geol. Soc. Spec. Publ. n° 30, Blackwell Sci. Pub., London, 1987, p. 53-83.
- [25] P. J. WYLLIE, *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, B. O. MYSEN éd., Geochem. Soc. Spec. Publ., n° 1, 1987, p. 107-119.
- [26] D. R. NELSON, A. R. CHIVAS, B. W. CHAPPEL et M. T. MCCULLOCH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, p. 1-17.
- [27] T. ANDERSEN et P. N. TAYLOR, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, 52, p. 209-215.
- [28] G. MIDENDE, D. DEMAIFFE, D. WEIS et J. P. MENESSIER, *EOS*, 1986, 67, p. 1267.

J.-M. L. : Laboratoire de Pétrologie/U.S.T.L. et Centre géologique et géophysique,  
place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier Cedex ;

H. G. B. : Centre ORSTOM de Tahiti, B.P. n° 529, Papeete/Polynésie française,  
et Centre géologique et géophysique, 34060 Montpellier Cedex.